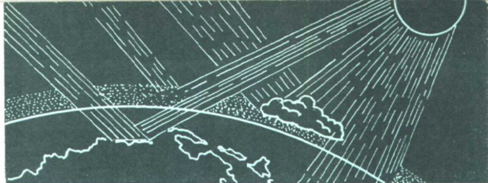




气象知识丛书

大气环流

气象出版社

大 气 环 流

袁 重 光

气 象 出 版 社

内 容 简 介

大气是处在不停的运动中，它的运动状况决定着天气气候的变化。要了解天气气候的过去、现在和未来，必须首先了解大气环流。大气环流是怎样形成的？它的基本状态如何？有哪些特点和变化规律？如何进行模拟试验？本书以简练的文笔，深入浅出的手法，形象生动的插图，向广大读者介绍了有关的基本知识。

大 气 环 流

袁 重 光

责任编辑：史秀菊

气象出版社出版

（北京西郊白石桥路46号）

北京印刷一厂印刷

新华书店北京发行所发行 全国各地新华书店经售

* * *

开本：787×1092 1/32 印张：2.625

字数：54千字 印数：1-10,000

1983年12月第一版 1983年12月第一次印刷

统一书号：13194·0151 定价：0.25元

出版前言

在浩翰的大气的海洋里，有着无穷的奥秘，需要人们去认识和探索；蕴藏着丰富的资源，可供我们去开发和利用。

为了帮助广大青年、中小学教师、气象爱好者以及各行各业的科技工作者，更好地认识大气的现象，了解天气变化的性质和规律，我们和中国气象学会决定共同组织出版一套《气象知识丛书》，通俗地、系统地介绍大气、气候、天气和应用气象等方面的基本理论和基础知识。本丛书共十八册，每册约五万字，分别介绍某一方面的内容；同时各册又相互配套，形成一个比较完整的系列。本丛书力求材料新颖、内容丰富，反映出八十年代气象科学的新水平。

本丛书计划于一九八五年底以前陆续出齐。我们把她奉献出来，希望能对迫切需要气象知识的广大读者，有所满足，有所裨益。

气象出版社

序　言

人类生活于大气之中，为了自身的生存和发展，一直在和大自然作种种斗争。自古以来，观测和研究大气现象，趋利避害，发展生产，一直是人类的一项重要工作。

十七世纪以前，人们依靠肉眼观察，对天气和气候现象积累了丰富的经验，但那时基本上还是处在定性的认识阶段。

自从温度表、气压表、风向风速仪以及毛发湿度表等测量仪器出现之后，气象的观测和研究开始进入了定量的阶段。近三、四十年来，随着科学技术的迅速发展，尤其是人造卫星和电子计算机引入气象学领域，使这门学科出现了飞跃。

气象科学的应用性很强。随着科学技术的发展，人们对大气现象的认识越来越深刻，对它的利用也越来越广泛，目前几乎已深入到国民经济的各行各业。

现代化农业的发展，除有关农业技术等学科外，离不开长、中、短期天气预报；现代化的农业区划也离不开对气候的研究。

大型工业等产生着大量对人类有害的气体和微粒。如何把这些气体排放在无害或危害最小的地方，就得有效地利用气象条件。许多工业、建筑、交通都需要利用气象参数进行设计，例如工厂车间的采暖通风，建筑物的风雪荷载，以及水库、大坝、铁路、公路、桥梁的建筑规模等等。

各种军事活动通常要有一定的气象条件作保障。航海、航空与气象条件的关系更为密切。

综上所述，气象科学对生产、生活十分重要，可以预料，

随着我国四化建设的发展，各行各业将对气象科学提出越来越高的要求。

气象出版社和中国气象学会共同组织编辑出版的《气象知识丛书》，系统地介绍了气象科学各分支的基本理论和基础知识，有助于满足广大读者在四化建设中对气象知识的需求。

当然，这套丛书不可能涉及到气象学的所有分支，还只能着重介绍对我国当前四化建设急切需要的气象知识。我相信，这套丛书的出版，对具有初中以上文化程度的青年、业余气象爱好者、中小学教师、农村和工厂的干部和技术人员将会有所帮助。我希望，今后能继续出版更多的气象科普书籍，为广大读者，特别是为青年们，提供更为丰富的精神食粮。

叶笃正

一九八三年五月七日

目　录



一　大气环流研究史话

什么叫大气环流

大气环绕着地球的运动状况称为大气环流。

在大气的运动中，有一些现象范围很小，如一朵云中的气流变化，范围只有几公里；而有的现象，范围却大到几千公里。有些现象生命短促，只有几小时，但有些现象则长达几个月。大范围、长时间的大气运动现象，构成了大气运行的基本状态，也是大气环流研究的主要课题。

大气环流的研究开始得较早，但是大气环流一词的含义不是一开始就很明确的，直至二十世纪四十年代后才逐渐丰富、明确起来，发展成一个系统而完整的学科。

近二十年来，随着探测技术的进步、气象卫星的应用，观测资料迅速增多，促使对整个空间大气运动状态和特性的研究更趋深入。现代气象科学的许多领域，如气候形成、气候变迁、中期和长期天气预报、大范围灾害性天气……都离不开对大气环流的研究。一些重大的经济建设活动和环境活动，也与大气环流的研究有着密切的关系。

从郑和下西洋说起

公元1405年冬，江苏太仓县海边的一个港湾里，一队商船出发了。强劲的东北风鼓满了船上的白帆，船队在大海上

向南破浪驶去。这便是历史上著名的三宝太监郑和下西洋。“西洋”,就是现在加里曼丹至非洲之间的这一片广大海洋。郑和组织领导了七次这样的远航，先后到过现在中南半岛的越南、泰国、缅甸、印度、阿富汗，最远到过非洲东岸的马达加斯加岛。郑和下西洋比哥伦布航海发现新大陆（1492年）早了近一百年。

1784年瓦特发明蒸汽机，又过了二十多年才用于推进船舶航行，在此之前，海上往来主要靠风。如果从我国东南沿海直至非洲这一广阔地区没有强大而持久的东北风，郑和率领庞大船队七下西洋，在当时的技术条件下是无法实现的。



图 1　郑和下西洋

图 2 表明冬季南亚地区近地面层空气流动情况。图上箭头线表示空气流向，冬季的绝大部分时间里风就顺着这些线吹去。从图上可以看到：赤道到北纬25度之间都是吹东北风，这种风叫做“东北信风”,又称“贸易风”。当年郑和是“北风航海南风回”,当外交、贸易活动结束后，船队又顺着这一地区夏季盛行的西南风回国。

哥伦布横渡大西洋发现美洲，也是依靠大西洋上的东北风才得以成功的。

航海家们冒险的成功，生产活动的需要，唤起了人们对

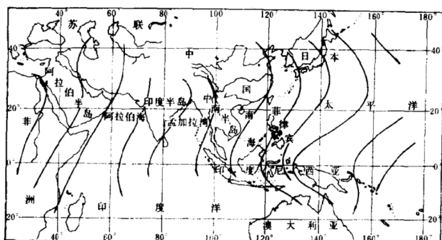


图 2 南亚地区冬季地面层空气流动情况

未知海洋上风的兴趣。人们提出过不少理论，企图解释东北风，进而推测出未知海面上风的情况。这样，大气环流的研究就逐渐开始了。

哈得来环流圈

十九世纪以前，没有系统的风的观测资料，特别是海洋上的观测资料十分缺乏，而渔业、航海贸易和海军活动又都十分需要系统的风的知识。因此，人们试图利用当时仅有的风的知识，提出一种理论，以解释低纬度海洋上的东北风，从而推断出整个地球上风的分布情况。

1735年，英国人哈得来提出了一个设想：太阳的热能以辐射方式传到地球，空气受热，温度升高。赤道两侧地区终年受到太阳的直射，得到的热量多。两极附近，太阳终年斜射，得到的热量很少。因此，赤道两侧的空气受热而上升，极地的空气冷却而下沉。在北半球，赤道附近的空气上升到高空后向北吹，到北极附近下沉，然后又从地面上向南吹，

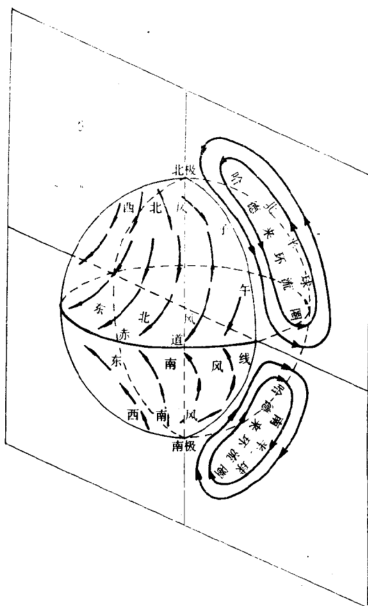


图 3 哈得来环流圈示意图

再回到赤道附近，于是形成了一个闭合流动圈。南半球则与北半球的空气流动方向相反（图 3 ）。

哈得来认为：空气质点在南北方向运动时，能够保持其绝对速度不变，即赤道附近空气质点的绝对速度最大，极地最小。因此，空气在高层由赤道流向极地时产生西风；在地面上，空气由极地流向赤道时，西风则逐渐减小，最后变成东风。所以低纬度地面上盛吹东北风。

哈得来所说的绝对速度，就是指空气质点随着地球自转一起自西向东运动的速度。赤道处的转动半径最大，绝对速度也最大；纬度愈高，则转动半径愈小，在纬度60度处的转动半径只有赤道处的一半。因而赤道处的空气向极地移动，相对于地球表面来说就逐渐产生了西风。

由此，哈得来推断出一个全球各处风的分布：在北半球地面上，低纬度吹东北风，到中纬度吹北风，再向北则吹西北风；南半球地面上，低纬度是东南风，中纬度是南风，高纬度是西南风（见图 3 ）。

哈得来提出的这个环流圈理论，直到十九世纪初人们还是深信不疑的。后来虽然观测资料不断增多，人们对哈得来的理论作了不少修正，但是在赤道到纬度30度之间，确实存在着一个这样的环流圈。人们为了纪念他，就把这个环流圈叫做“哈得来环流圈”。

对哈得来理论的修正

按照哈得来提出的绝对速度守恒的观点进行计算，低纬度地区地面上的东风应当比实际观测到的大得多，哈得来把这归之于地面摩擦的拖曳作用使得风速减小。

直到十九世纪中叶，法国数学家科里奥利发现：质点在

运动时，要受到地球自转产生的作用力的影响。这种力后来就叫做科里奥利力，简称科氏力或偏向力，它可以定量地解释低纬度东风的大小。当空气质点由北往南运动时，在低纬度产生东风的作用力是科氏力，而不是什么绝对速度守恒。

科氏力的方向与物体运动方向相垂直（见图 4）。在北半球，科氏力指向运动方向的右侧，在南半球指向运动方向的左侧。所以，北半球低纬度地面上是东北风，南半球低纬度地面上是东南风。

科氏力的大小同两个因素有关。一与物体本身的运动速度成正比。物体静止时，科氏力为零。二与物体所在地理纬度的正弦成正比。同样运动速度的物体，在赤道上所受的科

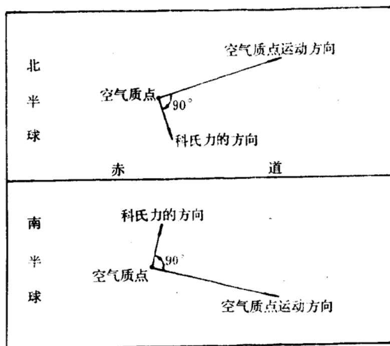


图 4 科氏力示意图

氏力为零，但在两极所受的科氏力最大。

我们在参观天文馆时，可看到一种叫佛科摆的仪器：摆锤来回运动的平面会发生顺时针方向的转动（24小时转360度），用以证明地球在自转，其原因就是自转产生了科氏力。请看图5：一支校正完善的步枪精确地瞄准了靶心，可是弹着点却偏了。如果枪口离靶一公里，子弹飞行一秒钟到靶，那末偏差将有10.3厘米（在纬度为45度时的情况）。射击距离愈远，偏差愈大。这个偏差就是受科氏力影响产生的。人们平常所说的落体偏东，也就是科氏力作用的结果。

十九世纪以来，随着观测资料的日益增多，人们开始对

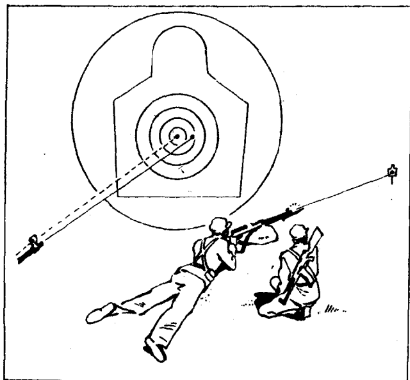


图5 弹着点偏移

哈得来的理论产生了怀疑。由观测资料证实：在北半球中纬度地面上吹的是西南风，不是象哈得来所推想的是西北风；中纬度高空吹的是偏北风而不是偏南风。因此，一些气象工作者先后对哈得来理论提出了修正，试图满足这些新的观测事实。

1941年，美国气象学家罗斯贝综合了各种方案，并根据大量的观测事实和研究成果，提出了一个三圈的环流模型。罗斯贝的三圈环流模型如图 7 所示：在北半球，赤道到北纬30度之间，有一个流动方向与哈得来理论相一致的环流圈，

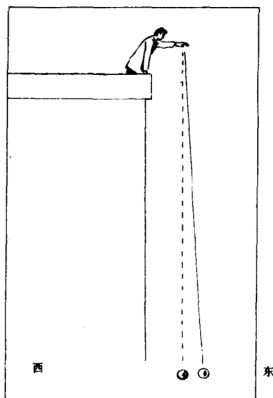


图 6 落体偏东

这个圈就沿用过去的名称叫哈得来环流圈。30度到60度间的中纬度地区,则有一个流动方向与哈得来理论相反的环流圈,在高纬度又有一个与低纬度类似的环流圈。风的分布在地面上是，低纬度吹东北风，中纬度吹西南风，高纬度又吹东北风。南半球和北半球相对称。

从图 7 的环流圈上可以看到:赤道两侧的气流是上升的,这里是地球上云、雨最多的地带;30度附近的气流是下沉的,这一地带少雨而干旱，主要的沙漠地带就分布在这里；60度附近的气流又是上升的，这是第二个云、雨较多的地带。这个理论模型与近代的大气环流理论，以及大量观测资料所得的结果，基本上是一致的。

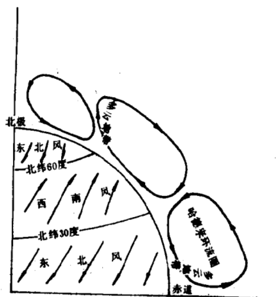


图 7 罗斯贝的三圈环流模型

大气环流理论研究什么内容

从哈得来开始的研究工作，在相当长的一个时期内，只是定性地讨论了地球上大气总的流动情况。但是，作为一种近代的科学理论，不能只停留在定性描述与实际的观测资料相符合上。它还必须能够说明这样的运动状况是如何产生和维持的，究竟受什么样的物理过程所支配，一些物理量如动能、位能、热量……等之间是如何相互转化和平衡的；并且，在数量上也要与大气的观测资料相符合。因而近代大气环流理论研究的内容十分广泛，它与天气预报、气候变迁以及国民经济的许多重大问题关系密切。目前，各国气象学家都十分重视大气环流的研究。

现在，大气环流理论研究的主要内容，有以下几方面：

1．控制大气环流的物理因子。大气的运动状态，千百年来几乎没有什么变化。是什么作用使得大气维持这样的运动状况呢？从外界作用于大气的因子，有太阳辐射、地球自转、地球表面水陆分布不均匀、地球的体积，以及大气本身的垂直厚度和水平范围。大气环流理论研究的一个重要内容，就是研究这些因子在形成和维持大气运动中的作用，以及它们通过什么物理过程影响大气的运动。

大气的运动状态，大体上年年如此。但逐年又有一些小的差别，造成了年与年之间的气候差异。上面说到的那些因子，在相当长的历史时期内是没有变化的，那末又是什么作用使大气的运动状态产生了差别？这是近年来大气环流理论研究十分关注的问题。

2．地球上的某些地区经常有高气压在那里活动，另一些

地区则经常有低气压在那里活动。这些高气压和低气压似乎各自对某些特定地区有所偏爱，为什么？

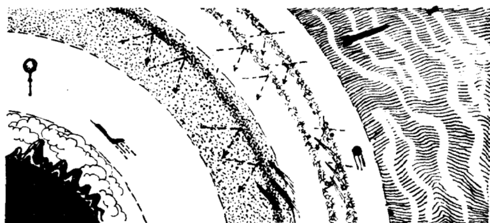
3. 有些地区常年吹东风叫东风带，有些地区则吹西风叫西风带，它们又是怎样维持的？

4. 在东风或西风中，都有一股股风速很大的狭长地带，叫做急流。它们常年不息，这又是什么能量在支持着它们？

5. 大气运动最根本的能源是太阳辐射，但热量是如何转变成动能来维持运动的；低纬度过剩的热量和能量又是如何输送到中高纬度，以维持其平衡的？

上面这些问题，有些已得到较为肯定的结论，而有一些则是近年来才开始探讨的。





二 大气环流的基本状态

介绍几个常用的单位和名词

毫巴——简写为mb。物理学上有一个常用单位叫“巴”，1巴＝1000000达因/平方厘米。这个单位太大，使用起来不方便，因而气象学上取千分之一巴作为单位，叫做毫巴。在早期，气象上表示大气压力的单位，是沿用托里拆里实验的“毫米水银柱高”。它与毫巴之间的换算关系为

1毫巴＝0.75006毫米(水银柱高)

1.33322毫巴＝1毫米(水银柱高)

在海平面上，多年平均的气压是1013.25毫巴，这相当于760毫米水银柱高。

海平面气压——地面气压是在各个地面气象观测站测量而得的，各个观测站所在地的海拔高度不一样，直接测得的气压就不是在同一水平面上。譬如甲地是丘陵，乙地是平原，两地测得的气压就不能直接进行比较，必须把它们订正到同

一水平面上才能相互比较。气象上习惯按特定的方法把它换算成海平面上的气压，这叫做海平面气压。用海平面气压，才能比较出哪里气压高，哪里气压低。如把各个站的海平面气压填在一张专用图上，并将气压相同的点联成线，叫做等压线，再加上风、云、降水、温度……等数字或规定的符号，这就成了一张海平面天气图，也叫做地面天气图。

等压面和等压面天气图——将空间所有气压相等的点联成一个曲面，叫做等压面。在等压面上，任何点的气压都是相等的，但其离开海平面的高度则不一定相等（见图8）。如

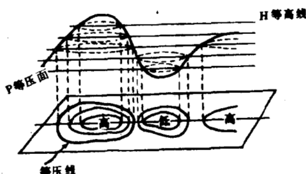


图 8　等压面示意图

把这个等压面上各点的高度填在一张图上，将相同高度的点联成线叫等高线，再加上风、温度、湿度等数字或规定符号，这就是一张等压面天气图。表示高空的天气情况，常用等压面天气图，气压为500毫巴的等压面天气图常简称500毫巴天气图。气象上经常使用的有气压为100，200，300，400，500，600，700和850毫巴等几层等压面天气图，其中850，700，500毫巴等压面天气图最为常用。这几层等压面大致对应的测风高度如下表所示：

毫　巴	100	200	300	400	500	600	700	850
公　里	16.0	12.0	9.0	7.0	5.5	4.2	3.0	1.5

高压、低压和高压脊、低压槽——等压面图上的等高线(或地面上的等压线)在某些地区形成闭合圈，如圈内高度(或气压）大于圈外的称为高气压，简称高压；圈内高度（或气压）小于圈外者则称为低气压，简称低压。高压常在其高度最大处标上一个“G”，低压常在其高度最小处标以“D”。如果等高(压)线有一方开口，而没有形成完全的闭合圈，就叫做高压脊或低压槽。图9是500毫巴等压面图的一部分，上面

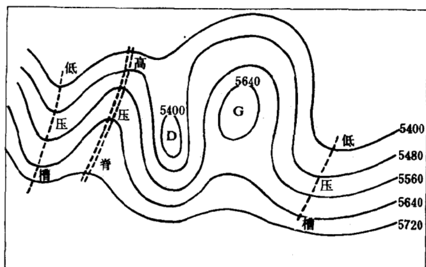


图 9　500毫巴等压面图的一部分

画的是等高线，线上注的数字是位势高度，单位为位势什米。从图上可以看出，有一个高压、一个低压、一个高压脊和两个低压槽；高、低压以其中心所在地表示其位置，高压脊以脊线（如图中的双虚线)、低压槽以槽线(如图中的虚线)表

示其位置。等压面图上画等高线和等高面图上画等压线，其效果都是一样的。地面天气图就是在等高面（即海拔高度均为零）图上画等压线的例子。

经圈剖面图和平均经圈剖面图——用平面P通过两极与地球相截，它和地球表面相交的弧线，就是经线即子午线（如图10中的NAS）。把这个剖面放平就是图11。若NAS是东经120度的经线，那末这个剖面就是东经120度的经圈剖面图。当然，我们只要NAS这边的一个半球，NBS是另一个半球的经度。使用经圈剖面，必须说明它是哪一个经度上的。经圈剖面某一点的位置，用纬度、高度（或气压）两

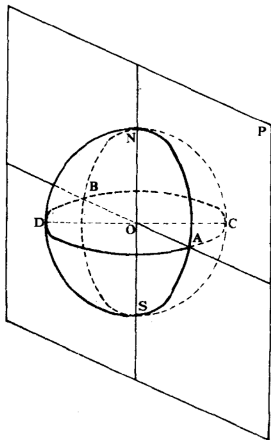


图 10　经圈剖面示意

个坐标来表示。只要北半球时用NA这一个象限就够了。有时，为了方便，常将NA这段弧线拉直画成直线，这就和普通的笛卡尔坐标一样了。

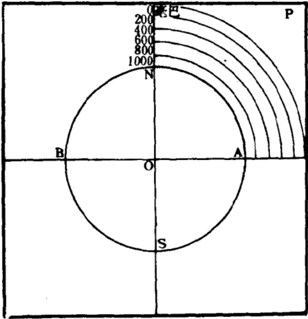


图 11　经圈剖面图

在地球上，每一个经度都有一个经圈剖面。如每隔经度10度一个剖面，则全球就有36个经圈剖面。把36个剖面位置相同点上的数字加起来平均，将每一点上平均后的数字重画成一张图，就叫做平均经圈剖面图。平均经圈剖面图是研究大气环流时经常使用的，图3和7就是平均经圈剖面图。

有时为了突出表现某一种现象，并不沿经线截取剖面，而是沿某一个选定的位置截取。譬如，为了表示我国寒潮的南下及其空间结构，常从我国的东南到西北截取剖面，以研究寒潮冷锋的结构和变化。

垂直方向气压坐标——决定一个物体在空间的位置时，

除水平坐标外，还要用物体离海平面的高度作为第三个坐标。大气的压力从海平面向上逐渐减少，直到大气顶的气压为零。不同的高度则气压不同，它们之间可以用公式换算，其关系一一对应；因此，它们也可以用来做垂直方向的坐标。气象上，常用气压代替高度来做垂直方向的坐标。

垂直方向的气压坐标，在使用上有两个好处。一是使描写大气运动的方程式简化些，便于处理和计算。二是画图方便。图12的右图是气压坐标，可一直画到大气顶；左图是高

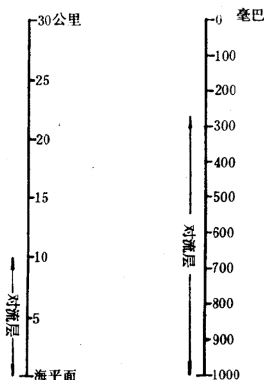


图 12　高度坐标和气压坐标

度坐标，画到30公里，大约是10毫巴。从理论上讲，气压为零的高度应当是无限大。而大气运动的变化，大都发生在10公里以下的对流层内，愈往低层则变化愈多。因此，人们一般总希望把低层分析得仔细一些。在高度坐标上，对流层只

占了下面一小段，用气压坐标时，上面可一直画到大气顶，对流层却占了坐标的较大一段。可见，气压坐标要比高度坐标好用得多。它既能把低层画得详细又能兼顾到高层。所以，气压坐标在气象上的应用是很广泛的。

请先看一张云图

图13是从地球同步卫星（也称静止卫星）上拍摄的一张

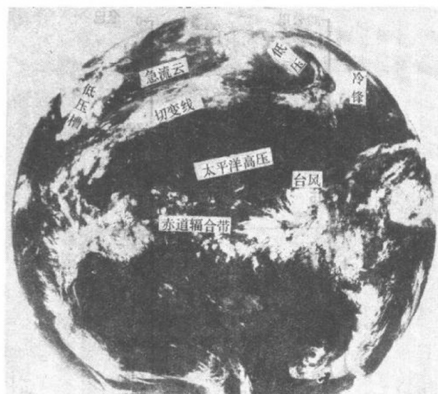


图 13　一张云图

地球云图照片。卫星在太平洋赤道上空36000公里的高度上。在那里，卫星以3.08公里/秒速度绕地球运转一周，正好是24小时，与地球自转速度一致；所以人们从地球上看去，卫星

就好象静止不动了。照片上的正中是太平洋，最上端是北极地区，最下面是南极地区，赤道由西到东横贯中部，左上部靠边的部分是亚洲大陆。图上白色的是云，灰白色的表明云薄又少，全黑色的为晴天无云处。

从照片上可以看到：沿着赤道一带，有一个很长的多云区，叫做赤道辐合带。在图的西北边，亚洲大陆上空有一条南北向的较长的云区，那是一个低压槽。低压槽的东边，有一块斜长的云区，是一个切变线。切变线云区的西北边缘，有几条细长而灰白的云，那是西风急流所在地。照片上方的偏右处，是一个高空低压，低压东边螺旋状的云，就是地面冷锋上的云，在螺旋云的东南边就是冷锋的位置了。在照片中部的偏上方，有一块很大的无云区，就是太平洋高压。在赤道辐合带上略偏东的地方，正有一个台风在生成。

这是一张很典型的地球云图照片。照片上出现的上述成员，都是研究大气环流的重要对象，后面我们将一一向你介绍。

大气的垂直分层和温度

在气象学上，常按温度随高度的分布来对大气进行分层。图14中的曲线，表示大气的平均温度随高度分布的情况。其中，有三个温度由低变高或由高变低的转折地带，可以很自然地把大气分为四层。图中最下面的一层叫对流层，从地面向上，大约到10公里处，温度随高度降低，每上升100米约降低0.6℃；而10公里以上，有一个温度变化很小的气层，在温度变化突然变小的地方叫做对流层顶。对流层顶上面的一层叫平流层，从十多公里上升到四十多公里处，温度随高度升高。至50公里左右的地方，温度变化又突然变小，这里叫做

平流层顶。从50公里上升到80公里之间，温度又逐渐降低，叫做中间层。在80公里处，叫做中间层顶。再向上叫热层，温度又逐渐升高。

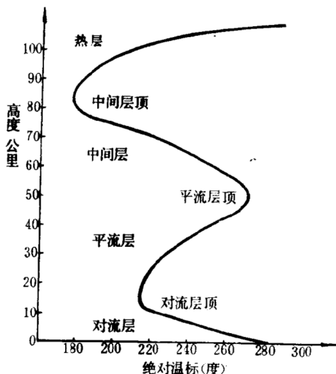


图 14 100公里以下大气的温度和大气的分层

十多公里以上的大气，基本上不受地面的影响。它的性质主要决定于太阳辐射。气象上着重研究的就是十多公里以下的大气层，叫做低层大气。它包括对流层和平流层的下部。影响人类活动的天气、气候变化，主要就发生在低层大气中。

大气温度在水平方向上是怎样变化呢？请看图15，这是一张夏季平均温度随纬度、高度变化的平均经圈剖面图：在大约10公里以下，温度从低纬度向极地逐渐降低；地面温度最高的地方并不正好在赤道，而在赤道到10度之间，俗称热赤道。而在10公里以上，赤道处温度低，极地处温度高。在

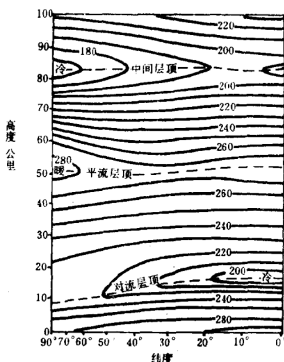


图 15 夏季温度分布的平均经圈剖面图

（等温线上的数字是绝对温度）

赤道附近，16公里上下处气温低于198K，这是低层大气中温度最低的地区。温度向极地升高的现象，从10公里左右起，一直延续到60公里以上。在极地，50公里处的温度可高达288K以上。在70公里上下，赤道到极地的温度相差很小。在更高的地方，又变成赤道的温度高、极地的温度低。

冬季，在20公里以下的大气层中，仍然是10公里以下赤道附近的温度高，极地的温度低；10公里以上变为赤道附近的温度低，极地的温度高。在20公里以上处，则与夏季的情况相反，夏季的暖中心在冬季则变成了冷中心。

在对流层里，南北方向温度变化最快的地方，夏季在纬度40—50度之间，冬季则在30度附近。这一重要现象是与后面

将要说到的西风急流位置相一致的。

半永久性活动中心

图16 是一张北半球 1 月份多年平均海平面气压分布图。

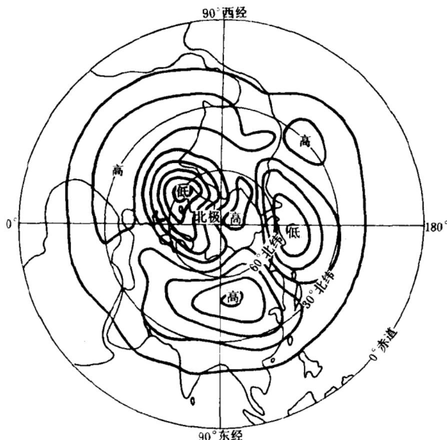


图 16　北半球1月份多年平均海平面气压分布图

对于任何一个地点，每年 1 月份有31天，把多年 1 月份每天的海平面气压加在一起进行平均，平均的结果就叫做某地 1 月份多年平均海平面气压。任何一个地点，都可以按这样的方法进行计算；把所有地点算出的结果填在图上，画出等压线后就成了图16了。当然，也可以根据实际需要采用其它月

份的记录进行计算，并绘成为不同月份多年平均的海平面气压分布图。气象上，在北半球常用1月份代表冬季，7月份代表夏季；南半球则相反，1月份代表夏季，7月份代表冬季。

从图16中，可以看到两个低压中心，一个在大西洋北部的冰岛附近，称为冰岛低压；一个在太平洋北部的阿留申群岛附近，习惯称为阿留申低压。往南一些，在大西洋东部和太平洋东部各有一个高压，它们地处副热带地区，分别叫做大西洋副热带高压和太平洋副热带高压。副热带高压有时简称“副高”。上述这两个低压和两个高压，又都叫做半永久性的活动中心。

在平均图上出现高、低压是什么意义呢？如果一个地方有100天资料，其中80天是低压，那末平均的结果仍然是低压；如果高、低压的天数各半，那末平均的结果正好高低压抵消，既无高压也无低压。所以，冰岛处出现低压，意味着在每年冬季的大部分时间里，都有低气压在这一带活动。

在夏季，北半球的四个半永久活动中心仍然存在。不过，两个低压活动中心要比冬季弱些，位置稍向东移；两个高压活动中心则比冬季强，可一直伸展到大洋的西部。

可能你会发现，在图16中，东亚还有一个大的高压中心，它的范围和强度甚至超过了上述的两个高压活动中心。但它是一个季节性的产物，到夏季这里是一个广阔的低压，高压就无影无踪了。

从图16上还可以注意到：在纬度30度处绕北半球一周的地带，是一个高压活动的地带，与图7中哈得来环流圈北界的下沉气流区相吻合；纬度60度的地带都属于低压活动区，它对应于图7中北边两个环流圈之间的上升气流带。可见，

这是大气运动统一形式在不同方面的表现。

东风带和西风带

风速，可以按平行四边形把它分解为两个分量。一个是沿经线方向的南风或北风，叫做经向风速；一个是沿纬线方向的东风或西风，称为纬向风速。

在北半球，冬季纬向风速的平均经圈剖面如图17所示。

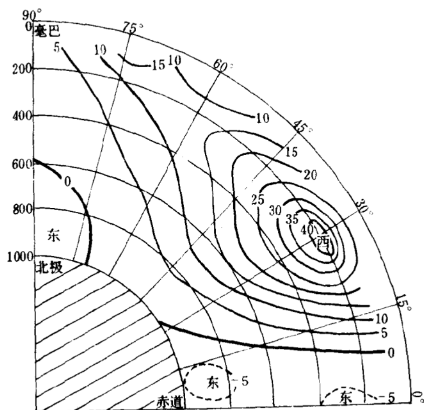


图 17 冬季北半球纬向风速的平均经圈剖面图

图上画的是等风速线，线上注的数字为纬向风速的大小，单位是米/秒；取西风为正（用实线表示），东风为负（用虚线

表示)。纬向风速为零（用粗线表示)，是东西风的分界线。

图17表明：北纬70度到北极有一层东风，最厚的地方在北极；即从地面到600毫巴处厚约4公里，风速约为2米/秒。在低纬度，也有一层东风，其地面上的范围大些，从赤道一直伸展到30度以北；而在高空，其范围则小一些，只在10度以南才是东风。在北纬15度以南的800毫巴下面，有一个东风较强的地方，风速最大可达8米/秒。在中纬度，从地面到高空都是西风。愈向上，西风范围愈向南、北扩展，呈喇叭口形。而在北纬27度处的200毫巴附近，则有一个西风最强的地方，最大风速超过40米/秒。

夏季的情况如图18所示。在北极附近，低层的东风区域

图 18 夏季北半球纬向风速的平均经圈剖面图

好象被压扁了，厚度只到800毫巴，水平范围向南扩展了一点，风速减弱到只有1米/秒。在低纬度，东风的范围变大了，特别是在高空，东风向北扩展得较多，北纬10度处200毫巴高空的东风增大到10米/秒以上。在中纬度，西风的范围缩小，最大风速也减小到不足20米/秒。最大西风的位置，却移到了北纬42度的200—300毫巴之间；在50毫巴以上，整个半球都吹东风。

所以，北半球的低纬度地区，从地面到高空，常年都是吹东风，叫做东风带；中、高纬度的大部分地区，常年吹西风，称为西风带。从冬季到夏季，整个东西风带向北推进了15个纬度；从夏到冬，则又向南退回到原先的位置上。

至于南半球，东西风带的基本形势和北半球是一致的。不过，从冬季到夏季，东西风带的南北移动很小，只有5个纬距。西风的最大风速变化也比北半球小，最大风速的所在位置始终在南纬30度左右。

从25公里以上直至100公里的高空，北半球的情况是（见图19）：冬季，北纬30度上空65公里的地方，有一个强西风中心，风速超过80米/秒。这个强西风，占据了赤道到北极的25公里以上的所有地区。到了夏季，从75公里高空向下，都变成了东风。东风的最大中心，在北纬20度上空50公里的地方，风速超过50米/秒；在80公里以上，仍然是西风。

西风急流和东风急流

上面所说的东风带和西风带中，都有一到几个风速最大的地方，如同河水流动时也有流得最急的地方一样。那些风速最大的地方，称为急流；西风强的地带叫西风急流，东风强的地带叫东风急流。从风速最大处，向上、下、南、北，

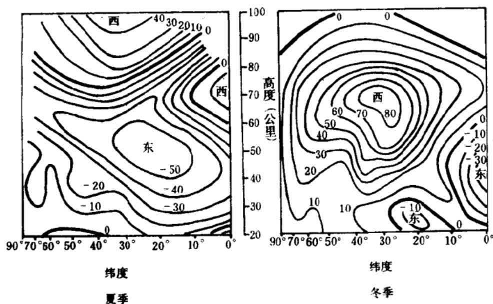


图 19　北半球100公里以下高空的东、西风分布



图 20　在石头两侧的河水流得急

风速都很快减小。

在北半球，西风急流的平均位置，冬季在北纬27度上空12公里处；东风急流则在靠近赤道的27公里高处。河水在向下游流动时，流得最急之处时而偏向左岸、时而偏向右岸。大气中的急流，从某一天的天气图上来看，它断断续续地绕地球一周。在这个经度上，它的位置靠北一些，风速大一些；而在另一个经度上，它的位置却偏南一些，风速也可能小一些。

图21是北半球西风急流冬季水平位置的示意图。上面画的一条带箭头的粗线，就是西风急流的位置。从欧洲和非洲

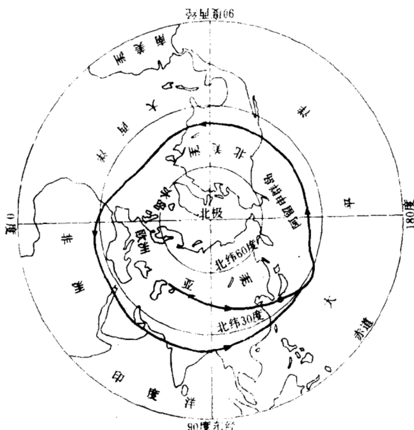


图 21　冬季北半球各经度上的西风急流位置

到亚洲地区有两支西风急流，它们在我国东海岸外上空汇合。这个汇合地区是西风急流风速最大的地方，有时可超过100米/秒。

这两支急流的季节变化情况将在第三章里介绍。同时还将说到急流地带既蕴藏着大量的能量，又是各种能量相互转化、平衡的纽带。大气运动的很多变化都与急流有关。所以，急流是大气环流中的一个重要成员。

槽 和 脊

大气的运动总起来说，是以两极为轴环绕着地球在流动。然而，它并非始终沿着纬圈在运行。正象长江、黄河一样，总的方向是自西向东流入大海，但却是弯弯曲曲地东流，时而向南流、时而向北流，甚至出现了象河套那样的大弯曲。

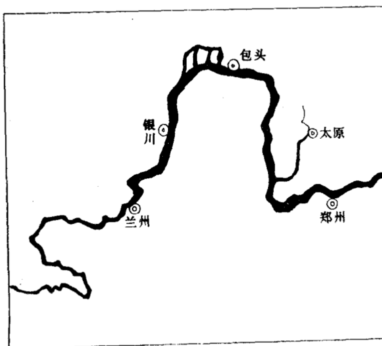


图 22　黄河河套

大气在高空的自由运动中,经常是顺着等高线“走“的。在风的前进方向上，右手一边的气压高，左手一边的气压低(见图23)。因而等压面图上画的等高线，既表示了水平方向气压高低的情况，又可以表示大气流动的状况。



图 23　背风而立，高压在右，低压在左

图24是一张500毫巴等压面图，500毫巴对应于5.5公里的

高度，正好处于对流层中部。它基本上可以代表整个对流层大气运动的情况，因此用途最为广泛。在每天的天气形势广播中，常可听到“……5500米高空……”，这就是指的500毫巴等压面天气图上的天气形势。

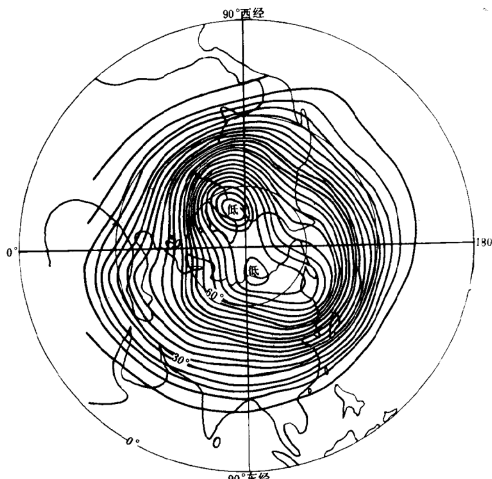


图 24　冬季北半球500毫巴平均等压面图

在图24上，我们看到的第一个特点是，中、高纬度的等高线都环绕着北极而近似圆形。这说明，这里的大气运动以西风为主。另一个特点，就是等高线有三处弯曲并向南突出，

这就是冬季的三个平均槽：第一个在亚洲东岸，它从西北向东南延伸，然后从库页岛伸到日本海，再从日本海一直伸到我国东海；第二个在美洲东岸，从加拿大东部沿海伸向美国；第三个较弱，从东欧伸向地中海。在三个槽之间各有一个脊，但与槽对比则显得较弱，并且不很突出。

图25是夏季的情况。夏季与冬季对比，有下面几个特点：

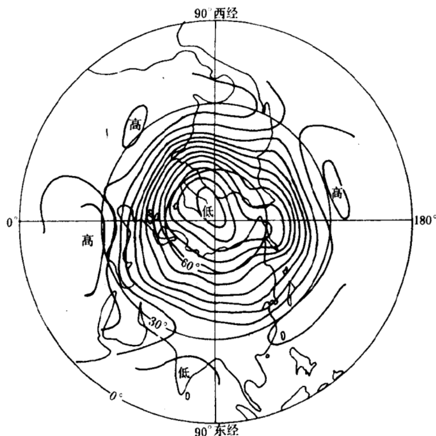


图 25　夏季北半球500毫巴平均等压面图

一是线条疏了一些，这表示西风比冬季减小了；二是整个线条好象向北极收缩，在低纬度出现了许多高压，这就是我们

在前一节中所说的，从冬到夏整个风带的北移；三是槽、脊都比冬天弱；四是主要的槽变成了四个，美洲东岸的槽基本仍在原来的位置，亚洲东岸的槽向东移了十多个经度，东欧的槽移到了欧洲西海岸，第四个槽出现在蒙古北面的贝加尔湖附近。其它还有一些比较小的槽，槽与槽之间的脊比冬季更为不显著。

你还记得前面说到的半永久性活动中心吧，冰岛低压正位于美洲东岸大槽的东侧，阿留申低压正位于亚洲东岸大槽的东侧；可见，高空的低压槽和地面上的低压实质上是一个整体。据气象观测结果：地面低压中的东侧是暖空气，西侧是冷空气。请看图26，某一高度 h 处的气压，代表了 h 以上

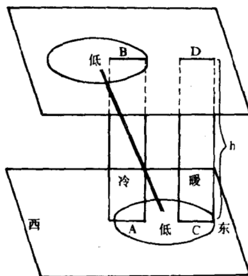


图 26 低压中心随高度偏西的示意图

直到大气顶的气柱内的空气质量。图中，A，C 两处在地面上的气压相等，但是 A处是冷空气、温度低，C 处是暖空气、温度高；到了某一高度 h 时，B 处的空气减少了 AB 气柱内

的质量，D处则减少了CD气柱内的质量。由于两处空气的温度一高一低，AB柱内的空气质量大于CD柱内的空气质量，结果B处的气压就低于D处了。所以，低压中心随着高度的增加会往西偏。这就是为什么高空的低压槽往往偏在地面低压中心西面的缘故。向西偏移的程度与冷、暖空气的温度差别密切相关。

两个半永久性高压活动中心冬弱夏强，也对应着500毫巴等压面图上的变化。图25上，夏季大西洋和太平洋上的两个高压中心很强，高压区域所占的范围也很大，而冬季（图24）却几乎分辨不出来。

大气中的槽、脊一高一低，象水面起伏的水波一样，不同的只是它发生在空气中。水是几乎不能压缩的，空气则有弹性，可以压缩。水的密度变化很小，空气密度则从地面到高空变化很大。大气中的波，波长达数千公里的，称为大气长波。波在大气环流的研究中，也是很有用处的。

冷锋、暖锋和高空锋区

大气中的温度和气压分布都是比较均匀的。换句话说，就是它们在水平方向上的变化很小。譬如，我们乘火车从北京到南京，走了上千公里，温度才变了不到十度，气压也只变了不到十个毫巴。但是，也有某些狭长地带，距离才百十公里，而温度和气压等气象要素就已经发生了较大的变化，这样的地带在气象上称为锋面。

地球表面上的空气，大体可分为几种不同性质的气团。在气团内部，温度、水汽含量等都比较均匀；而在不同气团的交界地区，则温度和水汽含量等的变化就大些。当冷、暖气团相互靠近时，它们之间的分界地区就会很狭长，气象要

素和天气变化也较剧烈，于是形成了锋面。锋面随冷空气向南移动的叫冷锋，而随暖空气向北移动的叫暖锋。图27就是

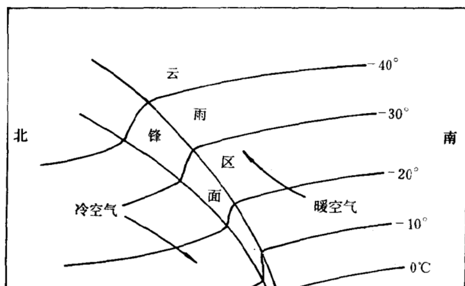


图 27　锋面示意图

一个锋面的示意图，它是垂直于狭长地带截出的一个剖面图。通常冷空气干而冷，暖空气湿而暖；它们迎面相遇时，冷空气向暖空气下方楔入，暖空气则向冷空气上面爬升，交界面就向冷空气一方倾斜。锋面是冷暖空气的过渡地带，这一带的温度和水汽含量等变化比较剧烈：冷锋天气，冷空气向暖空气下方楔入常发生大风，并出现垂直发展的云墙和强度较大的降水；暖锋天气，暖空气向冷空气上爬升常产生凝结，因而出现大量的云和连续性降水。冷锋经过一地时，一夜之间，温度就会下降好几度，强寒潮南下时，甚至可降温十几度。

请回过头来看看图7：北纬60度附近，地面上的南、北风在这里会合，冷、暖空气在这个纬度上相遇的机会较多，

那就是一个锋面活动频繁的地带。

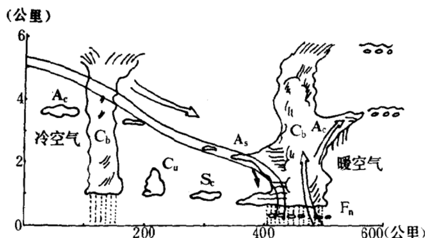


图 28　冷锋天气示意图

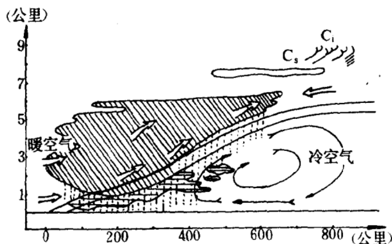


图 29　暖锋天气示意图

在讨论温度分布图(见图15)时，曾经说过，在对流层中，有一个在水平方向上南北温度变化最大的地带。这个地带，冬季在北纬30度附近，夏季在40－50度之间；且与西风急流的位置相匹配。我们把这个地带叫做高空锋区。它是热带、

副热带气团与中纬度气团的分界。高空低压槽、地面低压等的活动，均与高空锋区的变化关系密切。在日常天气预报中，必须注意高空锋区上发生的变化。





三　东亚大气环流

东北季风和西南季风

冬季，赤道到北纬25度左右绕地球一周的地带，地面上都吹东北风。到了夏季，亚洲南部地区的东北风变成了西南风，其它部分仍是东北风。我们把全年都在吹的东北风，叫做东北信风。在亚洲南部，这一部分东北风特称为东北季风。

图30上画的是亚洲南部夏季西南风的情况。这一地区，夏季的西南风叫做西南季风。在亚洲地区就叫做季风气候区，它是东亚大气环流的特点之一。

在冬季海平面气压分布图（见图16）上，亚洲有一个强大的冷高压，表示这里冬季的冷空气活动十分频繁；高压中心地区的冷空气通常是下沉的，冷空气在地面上向高压区外面不断扩散。东北风就是这个高压前缘的冷空气，它可以一直吹到赤道以南。一般在每年10月中旬以后，西伯利亚的

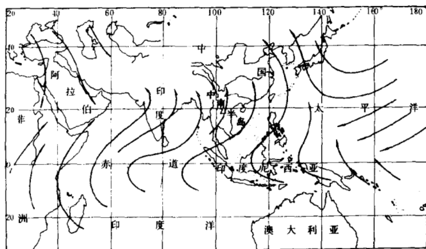


图 30　夏季南亚地区的西南季风

冷空气加强南下，东北风也逐渐向南推进，形成稳定而持久的东北季风。

东北季风，在整个冬季时强时弱。只要有一次冷空气从西伯利亚向南活动到达南方，东北季风就会加强一次。在冷空气活动的间歇期，东北风又缓慢减弱。这样一次次的增强过程，称为季风潮。季风潮在我国南海地区最为明显。当两次季风潮间隔较长时，东北风也会中断若干天。

东北季风的这一层冷空气，可以厚达2500米，它影响着整个南亚，特别是东南亚地区。由于各地的自然条件不同，在东北季风的同样影响下，其发生的天气却不相同。冬末春初，我国南海北部、广东沿海及越南北方，处于冷空气的前沿，常常出现低云、毛毛雨和雾。在我国，称它为濛雨天气。这种天气，每年 3 — 4 月份最多，每次持续 3 — 5 天；一个月内可出现15天，对航空活动甚为不利。

5 月份，南方的暖空气逐渐增强，冷空气则逐渐向北撤退，东北风盛行的地区逐渐为西南风所代替。中南半岛的缅

甸，从5月中开始，西南季风就出现了。印度比缅甸迟一些，6月初才出现西南季风，然后向北推进直到我国的长江流域。每年7－8月，是西南季风的鼎盛时期。

和东北季风一样，西南季风中也有季风潮。在季风潮发生时，西南风的风速可增大一倍。两次季风潮的间歇期，西南风也可以中断若干天。随着西南季风的推进，亚洲大陆上的高压迅速消失，出现了一个以印度为中心的、范围很广阔的低压，叫做季风低压。

随着西南季风的向北推进，在我国出现了大的雨带——一个东西长而南北狭的大面积降水区域。这个雨带，最先在华南出现，然后推进到长江流域，再北上至华北。雨带于6月中旬至7月初在长江流域停留，产生面积大而时间长的降水，称为“梅雨”。这是因为，此时西南季风已经到达长江流域，空气来自热带海洋，温度高而水汽多。这时北方的冷空气虽已减弱，但仍未完全北撤。于是，冷暖空气在长江流域相持不下，一进一退，时弱时强，降雨多而且维持时间长。雨带从华南沿海北上到达华北，不是以均匀的速度向北移动，而是跳跃式的前进；它在华南停留一段时期，然后很快移到长江流域，在那里停留若干天后，又很快地向华北移去。这个雨带的降水，对我国农业生产是很重要的。

青藏高原的阻塞作用

我国的青藏高原，东西长达3000公里，南北宽近1000公里，平均高度在海拔4公里以上，是世界上最高最大的高原。它几乎占了对流层厚度的一半，对东亚地区大气的运动有着巨大的影响。其影响是由两种作用产生的，第一种叫做动力作用，是高原和大气间的作用力和反作用力，致使大气运动

发生一定的变化；第二种叫做热力作用，高原的地面和大气间的交换热量，影响着大气的热力状态。这两类作用的综合结果，形成了东亚大气环流的一些特色：

西风急流的分支和合并 我们在前面说到过西风急流的分支现象(见图21)：南边的一支称为南支急流或副热带急流，北边的一支叫北支急流或极锋急流。在亚洲地区，冬季副热带急流基本在北纬25度，从东亚向西一直延伸到非洲；极锋急流，则在北纬40度附近。最后，两支急流在日本的东南面汇合。此时，副热带急流正位于青藏高原的南侧。

5月份，随着季节向夏季过渡，北半球风带都向北推进，南支急流也开始向北推进，西南季风的前沿雨带也随之北进。在长江流域的梅雨很快移到华北的同时，南支西风急流也很快移过高原和北支急流合并，从而形成夏季的稳定的形势(见图31)。

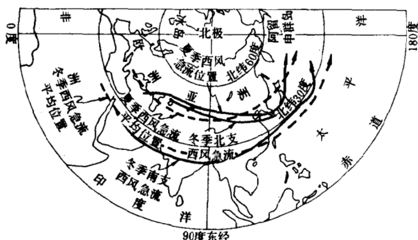


图 31 东亚西风急流的分支和合并

与北支急流一样，南支急流上也不断有低压槽和高压脊，沿着急流自西向东移动。在春季，中南半岛北部的雷暴

天气和华南沿海的降水,常常就是这类低压槽活动所引起的。

秋季是夏冬的过渡季节。这时期，地面上冷空气南侵的活动加强，高空的南支西风急流又开始出现，急流又逐渐恢复成南、北两支了。

急流的分支和合并，季风的进退交替，都是东亚大气环流的特色。

高原东侧的低空环流 请先看图32，河道中央有一个圆柱状的礁石，带箭头的线表示水流动的路线。在离礁石较远的地方，水流基本不受影响，仍按河道的方向径直向下游流去。而靠近礁石的地方，水流则被强迫绕过礁石，流动的方向发生了弯曲。水流绕过礁石后，又在下游汇合，并继续向前流去。但是，在水流绕过礁石的后面，却形成了两个漩涡：靠北面的一个漩涡呈顺时针方向流动，南边的一个水漩涡则呈逆时针方向流动。如果礁石南北的水流一快一慢时，漩涡就会一大一小，并且向某一侧偏移；有时，漩涡会整个离开礁石，顺水往下游移去，而在原来的位置上又会出现新的漩涡。

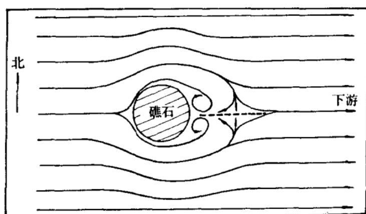


图 32 河水绕礁石流动的示意图

在东亚大气环流中，青藏高原东侧也会出现类似现象。四川、贵州以及云南，常常出现一种小的低压，我国称之为“西南涡”。它常在高原东侧停留不动，有时也沿着江淮流域东移出海，并在沿途发生暴雨。在这类西南涡中，有一部分是由于高原地形的影响而发生的。其主要位置是在对流层的下部，而在对流层的中、上部则很不清楚，仍然以西风为主。

青藏高原的东侧除有漩涡外，在对流层下部有一大片地区，风速很小、风向多变。这种现象在大礁石的下游也能看到，俗称死水区。

切变线 在图32中，从两个漩涡之间往东，我们还画了一条粗虚线。该线的两侧，水是对着流的，这条线称为切变线。在高原东侧的大气中，常有切变线出现：有时是东西向的，与图32中所画的差不多；有时则是高原北侧的低压槽移到东侧，受高原影响变成了切变线。大多数的切变线，常为东北—西南向。由于切变线两侧的空气向切变线地带汇聚，气流辐合上升，便会在线上产生小低压，因而切变线地带多云、雨并有灾害性天气。

低空急流 在青藏高原东侧的对流层下部约2公里高处，还有一股西南—东北向的风速很大的气流，叫低空急流。这个急流大都是西南风，可从横断山脉东面一直吹到长江中游，甚至可到达黄河流域。现在，很多人倾向于低空急流是由于高原地形的影响而产生或加强的。在北美落基山东侧、东非高地东侧，也都有低空急流的活动。我国南方的暴雨，与青藏高原东侧低空急流的关系颇为密切。

青藏高原对槽、脊活动的影响 低压槽沿着北支西风急流自西向东移动，在经过高原北侧时，移动速度往往变慢，槽的强度变弱，过了高原以后，移动速度又变快，槽又变强，

高原的影响很明显。而高压脊移到高原地区时，则强度增强。有时，低压槽在高原的西北侧停留不动，方向变斜，特称之为横槽。横槽的出现，意味着快要有一次寒潮侵袭我国了。

垂直涡旋 近年来，随着气象观测的不断改善，发现高原东侧在东西方向的垂直剖面内存在着一种涡旋，命名为垂直涡旋（见图33）。图上标有Ⅰ的涡旋已离开高原东去，标有Ⅱ处正在形成一个新的涡旋。图34是5天后的情况。涡旋Ⅰ，Ⅱ已经远去，高原东侧又生成了第三个涡旋（标有Ⅲ）。由图可见：在垂直涡旋东侧的空气是下沉的，而西侧则是上升气流；因此涡旋的前部是好天气，而后部则易出现坏天气。

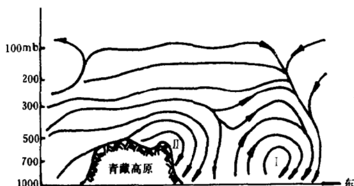


图 33 高原东侧垂直涡旋的一个例子



图 34 上图5天后的情况

上面，我们介绍了青藏高原的一些主要作用。高原东侧的大气，处于这些作用的综合影响之下，其变化情况显得错综复杂；在不同地区，产生的天气变化也是多样的。例如，四川有一句俗语叫做“雅安天漏”，以形容雅安地区一年里下雨的天数之多。这是很有道理的：当上述的多种作用都在这里频频出现时，小的环流你来我往，于是就会经常受到上升气流的影响而出现“天漏”。当然，对另一个地区来说，可能就不是天漏，也许是久旱少雨了。

青藏高原对大气环流的影响，可以远及太平洋和非洲。

东亚大槽

在第二章中，我们曾提到在亚洲东海岸外，冬、夏季节里都有一个平均槽。由于它对我国的天气气候有着重要的意义，所以特称之为东亚大槽。

冬季，东亚大槽沿着海岸线延伸。我国北部地区处于这个大槽的后部，盛行西北风，致使海洋上的暖湿空气很难达到，所以华北地区在冬、春季节经常干旱少雨。

夏季，东亚大槽的位置向东移了30个经度。我国的华北地区就远离了这个大槽，而处于蒙古附近一个较小低槽的影响下。海上吹来的夏季季风常可到达黄河流域，这样产生降水的机会就多了。

有些年份，华北夏季长期干旱，或冬季反而雨雪连绵，所以人们说：“今年气候反常。”这种反常，从环流形势上来进行探讨，常常发现就是由于东亚大槽的位置不正常的缘故。究竟是什么原因引起环流异常？目前尚无满意的解释。这是今后研究大气环流的一个重要问题。

赤道辐合带

你从图13上可以看到，在太平洋赤道附近，有一条数千公里长的浓密云带，那就是赤道辐合带。这个辐合带，冬季偏于赤道以南，夏季则偏在北半球；当东南亚的西南季风盛行时，赤道辐合带可以到达北纬20度以北的我国华南地区。在太平洋上，辐合带北面是东北风，南面是东南风。在东南亚地区，辐合带北侧是东南风，南侧是西南风；两侧的空气大量向辐合带地区汇合，因而产生大范围的上升运动，浓云密布，大风、雷暴，天气十分恶劣。辐合带中的云，常可一直伸到16公里高空，对航空活动颇为不利。

赤道辐合带是台风发生的一个有利源地。西太平洋的台风，几乎有80%是在赤道辐合带上发生的。一部分台风沿着东风带向西移动时，就会影响我国东南沿海地区。



图 35　辐合带的恶劣天气



四　大气环流的形成和维持

大气运动的能源——太阳

太阳的热量，通过辐射方式，传送到地球上来。

“如果没有太阳，大气的运动将在七天内停止。”这是经过估算得到的一个结论。它说明了：太阳的热能对形成和维持大气运动的重要性。

在大气顶部垂直于太阳光的平面上，每平方厘米每分钟内接收到的能量为1.98卡，以R_0表示。R_0为太阳常数，单位是卡/平方厘米·分。图36表示春分、秋分时刻，太阳光照到地球上的情况。这时，太阳正位于赤道上空，中午12点时阳光垂直于E点。在E点，每平方厘米面积上，太阳传来的能量正好就是太阳常数(1.98卡/平方厘米·分)。图上的A点在赤道北面，假定它是北纬45度，由于CD垂直于太阳光线，而A处的大气顶平面是BC，所以∠BCD为45°。因此，A处一平方厘米接收到的太阳能是为$R_0 \cdot \cos 45°$。即纬度愈高，

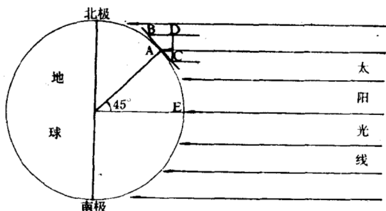


图 36　春分秋分时不同纬度的太阳光照射情况

能量愈少。因而，低纬度的大气，从太阳辐射得到的热量比高纬度多。

1.98卡的热量到达地球后，其中有42%（即0.83卡）立即被反射回宇宙空间，有15%（即0.3卡）被大气吸收，余下的43%（即0.85卡）为地球表面所吸收。在地表和大气吸收的1.15卡热量中，也只有一小部分能够经过各种作用，转变成大气运动的有效能量(约占1.15的3.4%、即0.0391卡)。因此，把大气作为一部“热机”来看，其效率是很低的。

任何一种物质，只要它的温度高于绝对零度，就会不断地向周围的空间放出辐射，叫做热辐射。温度高放得多，温度低放得少。同理，地球和大气也不断地向宇宙中放出热辐射。由于这种放射，地球和大气不断地失去热量。虽然低纬度温度高，放射损失多，但从太阳辐射中获得的也多，收入多于支出，结果还是得到热量；高纬度则收入大大少于支出，所以是失去热量。低纬度长期盈余，而多年来平均温度并未见升高；高纬度长期亏损，多年来平均温度也未见降低。这说明低纬度过剩的热能，必定是通过某种方式，输送给高纬度地区了。其中，一部分热量也一定是转化为动能了，以补

充大气中因摩擦发生的动能消耗。下面就来介绍这些情况。

大气中各种形式的能量

大气中的能量以各种形式出现。它们之间，通过各种复杂的物理过程实现相互转化，以维持大气环流的现有状态。大气的能量，主要有以下几种形式：

位能 也叫势能，是由地心引力作用于不同高度的空气而产生的，以海平面为基准，单位质量空气在海拔高度h处的位能为gh（g是重力加速度）。把地球上所有空气的位能加在一起，这就是大气的总位能。大气的总位能，几乎是不变的；对某一局部地区来说，时而大一些、时而小一些。一个地区，空气得到热量，温度就升高了，整个气柱的重心也随之增高，位能就增加了。所以，热能是可以转化为位能的。

动能 动能是空气质点在运动时具有的能量。用单位空气质量乘以速度的平方再除以2来表示。大气的总动能，也几乎是不变的。在大气环流的研究中，习惯地把动能分为两部分。一部分叫做纬向动能，是用平均西风风速算出的（第二章图17，18的平均经圈剖面的西风风速就是平均西风）；剩下的部分，叫做扰动动能。

内能 内能是表示气体分子热运动状态的一个量。用空气的温度乘以定压比热表示。定压比热就是保持压力不变的情况下，而使温度升高1℃所需的热量。

大气中的总位能、总动能、总内能三者之和是守恒的。

潜热能 水有三态，即固态、液态、汽态。液态变成汽态时，要吸收蒸发热539卡/克，液态变成固态时则放出凝结热80卡/克，它们通称为潜热。大气中的水分在发生三态变化时，要吸收或放出这种潜热能。

上面说过，从太阳来的辐射热，有43%为地表所吸收，在海洋上就为海水所吸收。海水的热容量比空气大得多。到冬季，大气温度很快降低；而海水的温度则降低很慢，它不断地把夏季储存的热量传给大气。在高纬度，海洋传给大气的热量是很多的。在海洋中，海水流动形成的海水环流，把低纬度温暖的海水送到了高纬度，间接地把低纬度多余的热量送给了高纬度的大气。这是热量输送的一种方式。

低纬度的剩余热量，致使海水大量蒸发。水汽进入大气，随着气流向北流动，在中、高纬度又凝结降水落到地面，凝结时释放出来的潜热就留在中、高纬度的大气中了。这也是大气中热量输送的一种重要方式。

在物理学中，我们知道，位能和动能是可以相互转变的。譬如滑雪，人在山顶不动时，位能最大而位动能为零；下滑后，位能逐渐减小，滑行速度逐渐变大。滑至平地后，速度达到最大。此时，位能最小而动能达到最大，位能转变成了动能。大气的位能是不可能全部转化为动能的，只是在特定的情况下，有很小一部分可以转化为动能。

为了说明上述过程，先介绍一个理想化的分析。图37中

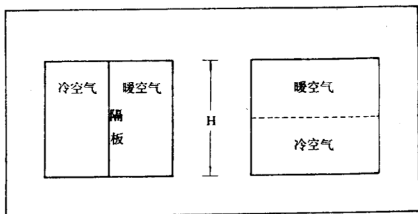


图 37　冷、暖空气的位能变化示意图

左边的图，画的是一个柱状的容器，中间用隔板隔开，两边的体积相等。一边是冷空气，质量为m_1；一边是暖空气，质量为m_2，厚度都是H。将隔板抽去，假定冷、暖空气不相互混合。冷空气比重大，要下沉；暖空气比重小，要上升。最后，冷空气全部沉到下面，暖空气全部浮到了上面，变成了右边图上画的样子。隔板未抽出前，冷、暖空气的重心都在$\frac{H}{2}$高处，总位能为$\frac{1}{2}gH(m_1+m_2)$；隔板抽去后，冷空气的重心在$\frac{H}{4}$处，暖空气的重心则在$\frac{3}{4}H$处，总位能为$\frac{3}{4}gHm_2+\frac{1}{4}gHm_1$。如果我们取$m_1=105$克，$m_2=95$克，其计算结果是：隔板抽去前位能为100gH克，抽去后为97.5gH克，减少了2.5％。隔板抽去前空气是静止的，抽去后空气发生了流动，这说明有一部分位能转变成了动能。

很明显，图37右边图上的空气状态，是暖空气在上，冷空气在下，也就是位能最小的状态。此时，位能不可能再继续转化为动能。隔板抽去前的空气状态是，在水平方向，虽然冷空气与暖空气之间只隔了一个极薄的板，但温度就差得很多。经过单位水平距离温度的变化，我们叫做水平温度梯度。从图37可以看出，左图中在冷、暖空气之间有一个水平温度梯度很大的地方，而在右图中就没有这个特点。我们前面讲到的高空锋区，是一个南北温度变化较大的地带，在性质上也与上述这个特点是一致的。

这里，我们分析的是一个理想状况。大气中的情况远比这复杂得多，但其基本原理却是一致的。大气中也有一种位能最小的状态，但它还会有一定大小的水平温度梯度。我们

把实际位能超过最小位能的那一部分，叫做“有效位能”。这说明只有这一部分位能能够转化为动能，它大约只占整个位能的二千分之一。

在大气中，有效位能转化成动能的一个例子，就是人们熟悉的“寒潮”。图38就是一次寒潮冷锋的示意图，左边是寒

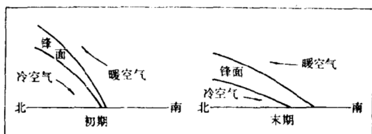


图 38 寒潮初期和末期的锋面活动情况

潮爆发初期的情况，右边则是后期的状态。大气中冷、暖空气的界面，不是象图37中画的垂直于地面的分界面，而是一个倾斜的过渡区，当冷空气南下时它就成为锋面。从锋面的南侧到北侧水平温度梯度很大。在寒潮发生的初期，锋面比较陡，这表明冷空气的重心比较高；它处在与暖空气并立的位置，不是处于最小位能状态。在寒潮后期，锋面比较平缓，冷空气的重心已经大为降低，接近于最小位能的状态了。此时，锋面变得很宽，水平温度梯度也变小，并接近消失了。这样，寒潮发生初期蕴藏的有效位能转化成了动能。伴随寒潮冷空气的大风，就是这样产生的。

一般可以认为：水平温度梯度大的地带，冷、暖空气的相对位置不处于最小位能状态，也就是蕴藏着有效位能；高空锋区就是这样一个地带，这里蕴藏着大量的有效位能，它们能转化为动能，以补充大气中动能的消耗。

总的来说，太阳的辐射热有一部分为大气和地表所吸收，在低纬度热量有剩余。这些剩余部分：第一，由气流本身吹

向高纬度；第二，由海水流向高纬度再间接输送给高纬度大气；第三，以潜热的形式把热量带给高纬度大气；第四，加热转化为位能，再由有效位能转化为动能，以维持大气的运动并达到平衡。

西风带和西风急流是怎样维持的

这里先介绍一个名词，叫做“角动量”。物理上有一个表示物体运动的量叫“动量”，是质量乘速度。动能是没有方向的，动量是有方向的。在直线运动中用动量，在旋转运动时就用角动量；它与物体到转动轴的距离成正比，它也是有方向的。我们定义西风的角动量为正、东风的角动量为负。在没有外力作用时，角动量是守恒的。譬如花样滑冰时，运动员伸开两臂绕身体的中心线旋转，如果突然将两臂一收，旋转立即加快了；实际上，两臂伸开时就延长了到转动轴的距离，收缩后，这种距离又变小了。为了保持角动量不变，转动速度就得增加，这就是角动量守恒。

地球表面是很粗糙的，有高山、平原、森林和海洋，因而空气在运动时，会受到很大的摩擦阻力。物体所受摩擦力的方向与运动方向相反。低纬度是东风，摩擦使东风减小；中、高纬度是西风，摩擦使西风减小。我们换一种说法：低纬度，由于摩擦，从地球得到西风角动量，而中、高纬度则失去西风角动量。千百年来，低纬度不断得到西风角动量，然而东风并未见减小；中、高纬度常年损失西风角动量，但西风仍旧那么大。这表明低纬度得到的西风角动量，必定通过某种方式又输送到中、高纬度去了，才能使其保持平衡。同样，西风急流要维持，也必须有西风角动量向这一狭长地带集中，才能使西风急流不致减弱。

早期认为，角动量的输送是由哈得来环流来完成的。后来通过计算发现，哈得来环流只能输送很小一部分角动量，远不足以使其达到平衡；而且，它也不能说明角动量向急流地带的集中。二十世纪中叶，有人提出了“涡旋输送”的理论来解释这一问题。

图39上画的是一个高空低压槽。西风急流的南边，槽线

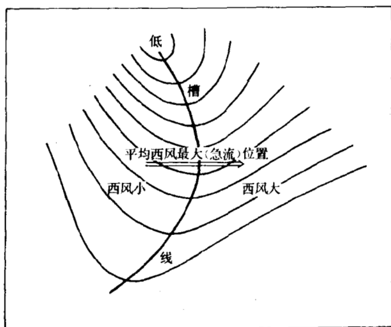


图 39　斜槽的角动量输送

从东北伸向西南；在这种结构下，槽前的西风大于槽后。槽后的北风把西风较小的空气向南送，槽前的南风把西风较大的空气向北送。因为向南输送的量小，向北输送的量大，在某一纬圈上来看，不能抵消，所以还有净剩的西风角动量输送到北面去了。大气中的实际情况确实如此。我们在等压面

天气图上看到的低压槽，往往就是这样的形状。如果急流北面角动量的输送变小，或者变成向南输送，那么就会发生西风角动量向急流地带集中，从而维持西风急流的存在。图39中急流北面低压槽的形状就是这种情形。这种形状的低压槽，在大气中是常见的。

很显然，上面所说的角动量输送主要发生在高空。在低纬度，从地面得到的西风角动量，由垂直运动带到高空；然后大部分通过上述涡旋输送的作用送到中、高纬度，最后又通过与地面的摩擦而还给了地球，致使地球和大气都能保持转动状态不变。

在前一节中，我们讲到大气中的有效位能会转变成动能。这种转变，经常在西风急流的某一段上发生：在地面表现为前面所说的寒潮，在高空就表现为一个低压槽由弱、小变为强、大；在有效位能的转变过程结束时，低压槽达到最强，随后又开始减弱。人们从理论上已经证明，衰减的低压槽，必然是图39上画的那种形状。从有效位能转变来的这部分动能，属于我们前面说过的扰动动能部分。按照上面的分析，这部分西风能量会向西风急流地带集中，转而成为维持西风急流的动力。

可见，摩擦使西风带和急流不断地消耗能量。上述西风角动量的向北输送和有效位能向动能的转变这两种作用又不断地给它们补充能量，正好达到平衡，致使西风带和急流都能始终维持。

前面已经说过，高空锋区蕴藏着大量的有效位能。但并不是随时都能发生有效位能向动能的转变，它需要有一个触发机制，正象炸药起爆需要有个雷管一样。这个触发机制，来自西风急流带上发生的变化。

西风急流是一条西风很强的狭长地带，而其向南、向北、向上、向下的风速都变小。如果水平方向上单位距离内的风速变化超过一定限度时，急流就不能保持其平直状态而出现弯曲，也就是出现低压槽和高压脊，这样急流本身的西风强度就会减弱。但是，低压槽的出现又带动了冷空气的活动，引起有效位能向动能的转变，因此又会通过前面所分析的过程，而使急流重新加强。在垂直方向上，当风速变化较大时，也会发生这种现象。所以，急流既不会无限制增强，也不会长时间减弱。

高空锋区和急流，在大气的能量转换和平衡中，扮演着一个关键性的角色。它的变化又直接与天气变化有关，是大气环流中的一个重要成员。

地球变大些会怎么样

大气，几乎有一半的质量集中于5公里以下，有90%以

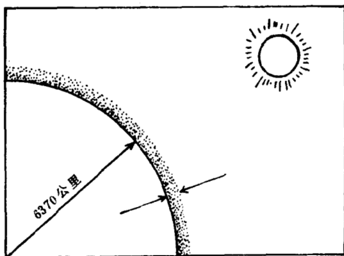


图 40　大气只是贴近地球表面薄薄的一层

上的质量集中于30公里以下，影响人类活动的大气也主要是在30公里以下；而大气运动的水平范围却十分宽阔，可达几千公里以上。实际上，与宇宙空间相比，大气只是贴近地球表面薄薄的一层。大气在垂直方向上有一种关系，叫做“静力平衡”。请看图41：上面画的是面积为一个单位的空气柱；

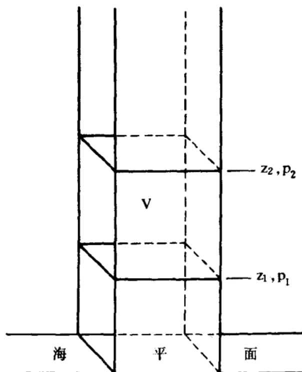


图 41　静力平衡关系的示意图

V是气柱上每边都是一个单位的立方体；V的上底面高度为z_2，气压为p_2，V的下底面高度为z_1，气压为p_1。这两个高度上的气压差，正好等于体积V中的空气质量乘以重力加速度，这个关系就叫做静力平衡关系。在大气静止时，这个关系是严格成立的。在实际大气中，这个关系也是比较准确的。

在大气中，静力平衡关系是很有用的。在体积V中，空

气的质量与温度有关。因此，我们只要测量到大气在垂直方向各高度上的温度，就能用静力平衡关系，计算出各个高度上的气压。目前，各国的高空气象探测，都是根据这个原理进行的。

静力平衡关系(以下简称静力关系)，在大气中是比较准确的，但又不是完全准确的。它的准确程度与地球半径的大小有关，也与我们考察对象的活动范围大小有关。当我们考察如低压这样有几千公里大小的对象时，静力关系是很准确的；但是，在讨论积云这样只有几公里大小范围的运动时，这个关系就不准确了，而在龙卷风中它根本就不成立。如果地球半径变得很大时，静力关系就愈准确；而地球如果很小，则静力关系适用的范围也就会很小了。

大气的垂直范围要比水平范围小几百倍。因此，空气的垂直运动速度也比水平运动速度小很多倍，垂直方向的加速度也很小，这也是静力关系很准确的一个因素。大气运动的水平速度为几十个米/秒，而垂直速度只有几个厘米/秒，所以大气运动基本上是水平运动，这个特点是由地球的大小所形成的。当然也有其它作用的影响，这在下一节中我们还要说到。

地球如果比现在的大得多，而大气的厚度和密度等状态保持不变，静力关系将比现在更为准确，垂直速度和垂直方向的加速度也将更小。这样，一些由于垂直运动引起的剧烈天气变化，可能没有现在那么多、那么强烈，天气预报也会比现在容易一些。

反过来说，如果地球很小，则静力关系就不那么准确，不再能用来进行计算，需要用更复杂的关系式来代替它。另一方面，垂直速度也将比现在的大得多，那么大气运动将不

是以水平运动为主，而大气环流的状态将会与现在的有很大不同。但是，事物无不具有两重性，现在地球上的垂直速度比水平速度小很多，这在计算上引起了很大的困难；它非常不容易算准，有时其测量误差要比它本身的数值还大，常常以假乱真。然而垂直运动变大了，计算时会比现在复杂些，但却容易算准，很可能这方面带来的好处，对天气预报和研究工作十分有利。

地球的半径是6371公里，大气的厚度只有几十公里，这对于大气环流现有状态的形成和维持，是一个十分重要的因素。在不同大小的行星上，大气运动的状态将是很不一样的。

如果地球转得更快

我们先看一个小实验（如图42）：在一个圆柱状的玻璃容

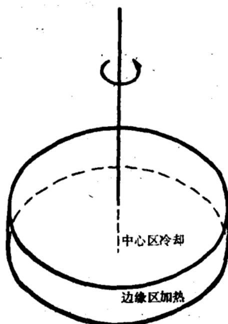


图 42　转动圆盘试验

器内放一些水，在容器底部外边四周加热，而在中心处进行冷却。这样，从中心到边缘，就由冷却逐渐变为加热了。同时又在水中加入一些微小颗粒，颗粒悬浮于水中，以便于观察水的流动状态。开始时，容器静止不动，外侧的水受热而上升，然后，沿着半径方向向中心流去。中心部分的水因被冷却而下沉，沿着半径方向向外流动，这时出现了一个完整的哈得来环流圈，但却没有出现沿圆周方向的流动。在保持加热、冷却的强度不变的情况下，将圆盘中心旋转，当转动速度很慢时，水的流动不发生很大改变，但表层水向中心流动时，则开始不完全沿半径方向了，而出现了沿圆周方向的运动。当圆盘的转动速度大到一定程度时，水的流动突然变成水平的绕圆盘中心的流动并出现了弯曲，类似等压面天气

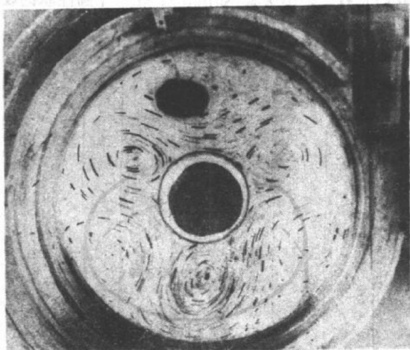


图 43　转动圆盘试验时的一张照片

图上的低压槽和高压脊。图43就是实验时拍下的一张照片，可以看出图上有三个低压槽。转动速度改变时，低压槽的个数也随着变化；当圆盘转得很快时，低压槽和高压脊都不见了，但却出现了几乎完全是绕圆盘中心的圆周运动。

这个小实验说明了：旋转与不旋转，其运动状态的差别是很显著的；当旋转速度和加热、冷却强度的对比发生变化时，水的流动情况也会发生很大改变。尽管圆盘加水与地球加大气是有明显差别的，但却提醒了我们：地球自转的快慢和太阳辐射加热的大小，对大气环流的影响是巨大的。

由于地球的自转，风和气压之间经常接近于一种平衡状态，叫做“地转平衡”。处于这种平衡状态下的风，叫做“地转风”。请看图44：空气质点A在水平方向运动时，受到两个

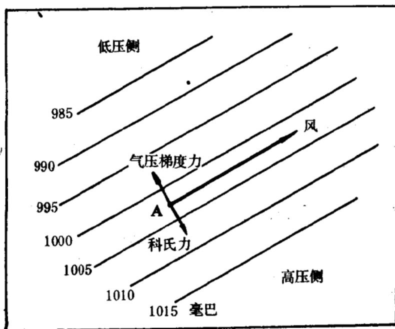


图 44 地转风的示意图

力的作用。一个是由于水平面上的气压不相等而产生的力，其大小与单位距离内气压的变化成正比，并且由高压指向低压，这叫做气压梯度力；另一个就是前面说过的科氏力，在北半球，它指向运动方向的右侧。如果空气质点A的速度，正好使这两个力相平衡，即大小相等、方向相反，那末质点A将保持匀速直线运动，这就形成了地转风。从图上看，地转风有下面两个特点：一是风向与等压线平行，背风而立，右手一侧气压高，左手一侧气压低（见图23）；二是风的大小与气压梯度（单位距离内气压的变化，或是等压线的疏密程度）成正比。

应用地转平衡这个关系，就可以从气压的观测资料中推算出风来。

大气中风和气压的分布接近于地转平衡状态，但又不严格满足这个平衡关系，所以我们把这种状态叫做"准地转平衡"。而实际风与地转风的差别，称为地转偏差。在大气中，绝大部分区域的地转偏差是很小的，一般不足风速本身的十分之一。只有少数地区，短时间内的地转偏差比较大。所以，由气压算得的地转风，在大多数地区与实际风是很接近的。大气中很多天气的剧烈变化，是与地转偏差分不开的。

为什么大气中的地转偏差很小，而局部地区的较大地转偏差也不能长时间维持呢？这是由于大气在重力和科氏力的作用下会出现一种物理过程，叫做"地转适应"过程。也就是说，当风与气压不平衡时，这种过程可使其自动相互调整，并很快恢复到平衡状态。

什么是地转适应过程？先说一个小例子：处于平衡状态下的水面是平静的，如向水面投下一块石子，水面会立即产生一上一下的运动，同时会出现一圈圈的水波向外散开。随

着水波的散开，水面的起伏逐渐减小，接着很快又恢复了平静。它的原理是：水波是由地球的重力产生的，是一种重力波，它把石子入水处水运动的能量传播出去，并逐渐扩散到一个很大的面积上，这样单位面积上的能量就接近于零了。

大气中的地转适应过程和这个原理很类似，只是多了一个科氏力，因此其最后的状态是地转平衡，而不是静止。重力波的作用，是把不平衡地区的能量传播出去使其达到平衡。大气中，从不平衡恢复到平衡，所需要的时间大约是3小时。地球自转愈快，恢复得也愈快。如恢复平衡所需的时间长，则不平衡可以得到充足的时间积累并加强，地转偏差就会比较大。如恢复平衡所需的时间很短，则不平衡刚一出现，就会立即通过地转适应过程又恢复到平衡，这样地转偏差只能很小。地球的情况正处于两者之间，地转偏差既不太大也不太小。

大气中的很多运动变化均与地转偏差有关，如高、低压的生成和加强……及风暴、对流活动的出现等，大都是由地转偏差所引起的。而地转偏差的大小又是和地球自转相联系的。因此，地球自转速度是形成和维持大气环流的一个重要因素。

如果地球自转得很慢，大气的运动将不是以水平运动为主，其垂直速度将增大许多倍，而准地转平衡现象就会不复存在了，风暴、对流活动将大为增强，大气环流将有很大不同。

相反，如果地球自转得更快，大气的运动将更接近准确的地转平衡，天气变化将十分缓和，狂风、暴雨大为减弱且很少出现。所以大气环流的状态将比现在简单，槽、脊和活动中心都将大为减弱，甚至在平均图上消失了。这样沿着纬

圈吹的西风，将占绝对优势。

地球自转速度的不快不慢，给大气运动规律的研究和天气预报带来了很大困难。目前，探测风速的误差与地转偏差的大小相当，鱼目混珠。究竟哪些地区是真的地转偏差，会引起天气变化，而哪些地区是假的，不能根据它进行计算并预报天气变化等问题，至今还没有得到满意的解决。

上面我们分析了影响大气环流状态的三个因子，即地球的大小、大气厚度和地球自转速度。为了使大家对这三个因子有一个直观的印象，我们再作一个对比。

图45是一张地球云图照片，图46是一张太阳系的另一行星——木星云图照片。一眼就可以看出，它们的差别是很明

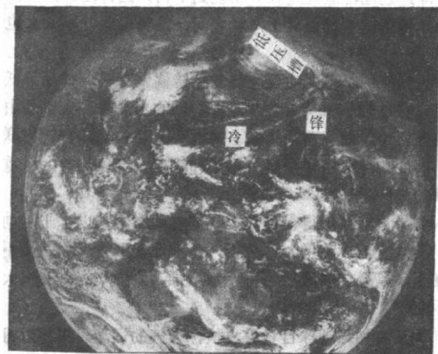


图 45　地球云图照片

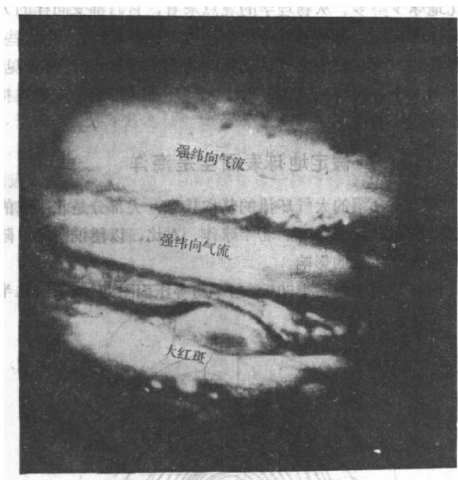


图 46 木星云图照片

显的。地球上的大气，有东西达50—60个经度、南北跨20—30个纬度的低压槽。照片上从西南到东北的长云带，就是低压槽前西南风的云系，大片黑的无云区就是高压脊。在木星上，云的走向，除了那个大红斑外都是东西向的；云几乎都绕着自转轴，成为同心圆状。

木星的半径是地球的11.2倍，其自转速度是地球的2.44倍，重力加速度是地球的2.5倍。木星的大气极其深厚，估

计为地球的几十倍。但是，木星上单位面积受到的太阳辐射要比地球少得多。从物理学的观点来看，它们都受同样的力学定律所支配，其差别只是一个小些、转得慢些，一个大些、转得快些，而它们的大气运动状态的差别却如此巨大！可见，地球的大小、自转的速度，对于大气环流状态的形成和维持是十分重要的。

假定地球表面全是海洋

第二章介绍的大气环流的基本状态，大部分是北半球的情况。现在，我们将南、北半球作一对比，以便说明海、陆分布对大气环流的影响。

图47是南半球冬季500毫巴平均等压面图。它与图24北半

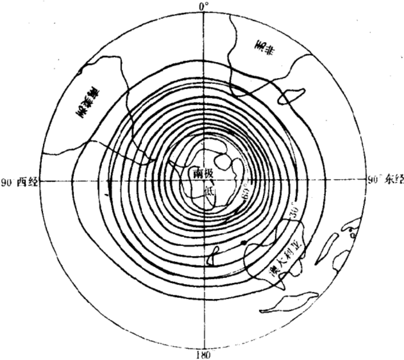


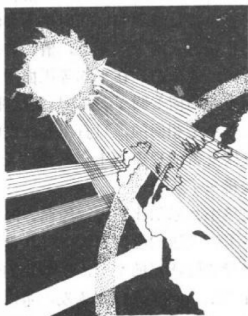
图 47　南半球冬季500毫巴平均等压面图

球的情况相比，其主要特点是：南半球的等高线比北半球平直、弯曲小，更接近于同心圆，而且平均槽、脊都很不明显。我们前面也曾说过，南半球的东、西风带，以及急流的位置、强度也有季节变化，但这种变化远小于北半球。我们再考察一下，可以发现陆地有一大半在北半球，而海洋则有一大半在南半球。北半球本身的海、陆分布不均匀，欧、亚、非三个大陆连成一片。在南半球，从南纬40到70度几乎全是海洋，地表状况简单且较均匀；除了较低纬度外，海洋对大气的影响在各个经度上几乎是一致的。第二章中已经说过，北半球的两个最大的平均槽都正好在大陆的东岸，两个低压活动中心与它们相一致；在南半球，低纬度三块大陆的海岸线附近，等高线也有弯曲且有槽、脊出现，只不过没有北半球的明显而要弱一些。这充分反映了海洋与陆地的物理特性不同而造成的影响。因此，我们有理由推测：如果地球表面都是海洋，其物理特性一致，那末，低压槽和高压脊在每一个经度上出现的机会都是均等的，它们也不会偏爱在某一个经度上停留。尽管在每天的天气图上，槽、脊来来往往，但平均起来却正好高、低抵消，在平均等压面图上的等高线，将全是以极点为中心的同心圆了。这样只要是纬度相同的地点，其气候状况也都会是相同的，只有不同纬度的地带才会出现差别。所以气候反常的现象将不会出现，天气预报的任务就比现在要轻松得多了。

土壤的比热小，水的比热大。因而，海水储藏了大量的热量。到了冬季，大陆的温度很快降低，但海水温度仍然较高。海水把热量传给低层的空气，使低层的气温升高，这就容易产生上升气流。同时，海水蒸发，水汽升入大气，凝结潜热又放出来。因此，在海岸线附近的暖湿空气，与大陆上

空的干冷空气形成了强烈的差异，这对低压槽的加强十分有利。这就是低压槽移到海岸线附近常会停留、加强的原因之一，在冬季这个现象更为明显。此外，第三章中曾说到高原的影响，它与大陆的作用一起，都使得低压槽和高压脊在某些地区停留。大气中的这些平均槽、脊及高、低压半永久性活动中心,就是海洋、陆地、高原的分布而产生的综合效果；没有高原、陆地、海洋的差别，它们当然也就不存在了。

地球上曾几经沧海桑田，在遥远的地质年代，喜马拉雅山地区还是一个大海，它与地中海连成一片，暖湿的海洋空气长驱直入。那时，我国新疆地区雨量充沛，森林茂密，景色秀丽，气候宜人。如果现在的地球又回到那个年代，那末西风急流分支的现象也将会消失了，大气环流，特别是东亚环流将会发生变化。可见，海、陆、地形对大气环流的影响是不可忽视的。





五　大气环流的模拟

人们都知道，物理、化学实验在物理学和化学的发展中所起的重要作用，可以说，没有实验室的实验就没有今天的物理学和化学，这是丝毫也不夸张的。自然界中发生的任一变化，大多是许多因素的作用而产生的综合结果，究竟某一种因素起什么作用？作用多大？它和其它因素一起，其作用是相互抵消还是相互加强？通过实验进行研究是最好的办法，也是实验这一方法的最大优点。它可以排除其它因素的干扰，单独观察一个因素所起的作用，从而肯定在引起变化时某一个或几个因素的作用是主要的，其它因素是次要的、可以忽略的。

引起大气运动发生变化的因素很多，各因素之间的作用错综复杂，这就很需要分析探讨某一因素的单独作用。人们很自然地想到，能否在实验室中进行实验，以弄清各个因素的作用，从而更深入地了解大气运动变化的规律，以提高天气预报的准确率。可是，在实验室中模拟大气的运动十分困难，有许多问题直到现在在科学技术上还是较难实现的。所以，在较长的时间内，大气环流主要是靠理论研究，并且只能做一些简单的实验作为辅助性的研究。随着科学技术上的进步，在转盘上也能模拟很多大气现象，以与理论研究相互印证。这就是“大气环流转盘试验”。

近二十年来，电子计算机技术的飞速发展，大容量、高速度的电子计算机的使用，使应用数学方法通过计算来研究大气环流成为可能。这个方法,成了代替实验室的最好手段，近来已经发展成为研究大气环流的重要工具，叫做“大气环流数值试验（或模拟）”。

大气环流转盘试验

很久以前，人们就在寻求：能否用实验的方法来研究大气？1857年，德国人凡丁作了第一次尝试，得到的结果与哈得来的想法相似。其后，有人断断续续地做过几个试验，但结果都不太理想。

直到二十世纪六十年代，才开始有了一些比较精致的设备。这些设备的基本装置，就是我们在第四章中曾提到过的圆盘中放水，那就是最简单的大气环流转盘试验装置的基本原理。比较完整的转盘试验装置，应该具备下列条件：能够准确地控制转动速度，调节加热和冷却的强度；具有系统而准确的测量、记录设备，能测出流体中各点的流速、温度以及摄影装置等。除这些设备外，还必须满足下列的相似条件”。

相似条件有两类：一类叫做几何相似，即流体的深度与水平尺寸之比，应与大气的情况相似；第二类叫做动力相似，即表示流体运动特性的一些参数与大气中的参数相似。人们可以根据相似条件,算出圆盘转几圈则相当于地球的一昼夜，并把测得的流速、温度，换算成大气的风速、温度。圆盘的边界一般取在赤道，这表示南北半球没有相互影响。开始时水是静止的，以后通过加热及旋转使水逐渐形成运动。

在圆盘中，可以模拟出许多现象，例如低压槽、高压脊、

急流甚至锋面等等。同时，也可以算出西风角动量的南北输送，这主要靠涡旋输送，其结果与大气的情况很类似。

夏季，在青藏高原的上空、对流层的上部有一高压经常出现。它的活动对我国的天气影响很大，叫做青藏高压。转盘试验可以控制在青藏高原处的加热强度及其范围大小和持续时间，以观测青藏高压出现与否及其活动的情况，从中找出青藏高压活动与加热的关系，这对于天气预报和理论研究都有很大帮助。图48就是试验过程中拍下的一张照片：在青藏高原上，有一个大高压，我们在高压中心处加了一个高字。照片上还有一些不规则的暗影白条，那是试验设备，读者可以不必注意。

转盘试验可以用作很多单因子变化对大气运动影响的试验，譬如加热、冷却等。只要控制加热、冷却设备的位置和强度就可以达到目的，这种方法比较方便，所以至今还有一些人使用。转盘试验也有人用来寻找预报指标，如太平洋上常有的所谓双台风，当两个台风靠近到一定距离时，就会发生打转的现象。我国的气象工作者用转盘试验的方法，找出了这个开始出现打转的距离，结果与实际的天气现象甚为一致。

转盘试验也有一些不易克服的缺点。譬如：地球表面是球面，地球自转对不同纬度地带的影响是不一样的。球面上的运动与平面上的运动也是有差别的，这在圆盘试验中还不能很好实现。另外，水汽的蒸发和凝结也不能模拟，而太阳辐射加热与圆盘底部的加热也是有区别的。甚至有人对圆盘试验持有不同看法，认为它不能代替大气，在物理本质上是有区别的。

大气环流数值模拟开展以来，大多数人都倾向于通过电

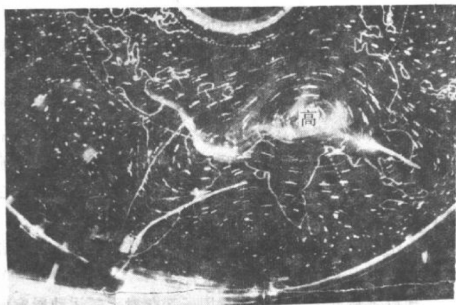


图48　试验中的青藏高压的照片

子计算机作数值试验比圆盘试验更有前途。但是，在数值试验的方法还未达到比较完善时，圆盘试验作为一种理论研究的辅助手段，仍然是很有用的。

在电子计算机上模拟大气运动

1922年，英国人理查孙提出：大气是一种流体，可以用求解流体力学方程组的方法，计算出未来大气运动的状态。由于计算技术等多方面的问题，当时理查孙的愿望未能实现。1946年，美国开始制造出第一台电子计算机，人们又开始努力实现理查孙当年的设想。1950年，第一次成功地用数学方法，在电子计算机上算出了未来大气的运动状况，并制作了

天气预报；1956年，第一次用电子计算机成功地模拟了大气的运动。

根据牛顿第二定律，物体的质量乘以加速度等于作用于物体上的力

$$m\vec{a} = \vec{F}$$

$\vec{a}$ 表示加速度，$\vec{F}$ 表示作用力，它们都是向量。如果我们在某一时刻，譬如说1983年 1 月 1 日零时，已经知道所有空气质点的速度和作用在它们上面的力，那末就可以算出加速度，从而算出下一个时刻的各个地区大气运动的速度。只要作用力$\vec{F}$可以用已知量（譬如速度等）表示出来，这个手续就可以无限制地重复下去，从而算出未来任何时刻的大气运动状况。这个原理，既是现在数值天气预报，也是大气环流数值试验的基本方法。

当然，这里说的只是基本原理。描写大气运动的方程组很复杂，做大气环流数值试验时应该考虑的力$\vec{F}$也很复杂，而方程组的求解也很困难。因此，大气环流数值试验本身，也需要进行专门的研究。

作用力$\vec{F}$，包括科氏力，气压梯度力，大气内部的摩擦力，大气与下垫面（大陆、海洋、地形、植被等的统称）间的摩擦力，以及热力等。热力，又分为来自太阳的辐射，地球和大气放出的辐射，大气与下垫面间的热量交换和水汽的蒸发凝结。热力使大气的温度、气压发生变化，通过气压梯度力作用于大气。在实际大气中，这些作用力是无法分开的。*而在大气环流数值试验中，可以将作用力$\vec{F}$加以人为的改变*（去掉某一种或某几种力，只保留我们所要探讨的一种或几种力），以研究它们对大气运动产生的影响，达到我们预期的目

的。这样，利用电子计算机进行大气环流数值试验，就起到了在实验室中做实验的作用，现在已经成为大气环流研究中不可缺少的重要手段。

如果，我们对地球表面从地面直到高空每个点上的速度、温度、气压、水汽及作用力$\vec{F}$的了解，都完全符合客观实际，都能完美地用数学形式表示在方程组中，那么根据牛顿定律算出的未来大气运动应该是严格准确的。但是，现在的大气探测技术，物理、数学的水平，还远远不能满足所需的要求，而只能作一些简单化的处理。因此，大气环流数值试验所能完成的任务，目前还受到一定的限制。

总之，用大气环流数值试验的方法，已经能模拟出大气环流的许多特点，如东风带、西风带、急流、半永久性活动中心、平均槽、脊等等，以及它们的季节变化。模拟的结果与大气中的实际情况十分相似，而且算出的各地降水量的数量也和实际很接近。同时，用大气环流数值试验的方法，来研究地球的大小、自转速度等因素对大气环流的作用也是很方便的，所得到的结论与第四章中的分析也是一致的。

由于大气环流数值试验这个方法具有很大的特色和优点，有很多问题都可以用它来解决，其用途十分广泛。尽管它目前还很不完善，然而科学是在不断进步的，随着物理学、数学、大气探测、计算技术的不断进展，大气环流数值试验也一定会日趋完善，从而在大气科学的研究中发挥更大的作用。

结　束　语

近年来，常常有人担心地球上的气候要变。有人说：工

业发展了，烧的煤和石油越来越多，大气中的二氧化碳增多了。二氧化碳是大气吸收太阳辐射热的主要物质，因此大气的温度要升高。这样一来，南极的冰就会融化，海水要上升50英尺，地球上的大片土地将被淹没。又有人说：根据历史分析，地球上现正进入小冰河时期。随着现代工业的发展，向大气中排放的污染物增多，来自太阳的辐射热将有更多的一部分被反射回宇宙中去了，大气的温度要降低。双方各执一词，似乎又都不能自圆其说。

大气环流的研究是应该回答这个问题的，使用大气环流数值试验的手段是最理想的方法。假如改变大气中的某些作用力，使其产生相当于二氧化碳等污染物增多的效果，进而计算改变后大气运动状态发生的变化，这就可以判断南极的冰是否会融化以及小冰河时期是否会到来。现在，世界上已有人在开展这项工作。全球性的、长期的温度升高或降低，将对农业生产的布局有重大影响，要引起农业规划的重大改变，也会间接影响到畜牧业、林业、工业等几乎所有行业，这对整个国民经济的影响将是十分明显的。所以通过大气环流的研究，进行长期气候变化的预测是很必要的。

在我们的生活经验中，总的是春去夏至、秋尽冬来，十分规律。但是，往往又感到今年与去年或前些年有些小的差别，这就是人们常听说的气候反常。从大气环流的角度来看，也就是平均槽、脊等的位置或强度和正常年份不一样。例如，1972年河北平原夏季的异常干旱，其表现就是平均槽的位置不正常。在第二章中，我们曾说过（请看图25）：夏季，我国华北平原处于蒙古附近一个小的平均槽的东面，有利于发生降水；而1972年夏季，这个槽的位置向东偏移了，槽后以西北风为主，河北平原在它的西面（亦即槽后），海洋上的暖湿空

气不易到达这里，降水的机会很少，因此十分干旱。影响我国夏粮丰收的梅雨天气，如某年的雨水过多或过少，都表现为那一年的西南季风活动的不正常情况。类似的大范围、长时间的灾害性天气，都能在大气环流上找到它的表现。

人们不禁要问：太阳辐射还是那么多，地球还是那么大，转得还是那么快，而海洋、大陆也没有明显变化，究竟是什么因素引起大气环流的异常？如果能够回答这些问题，就有希望准确地预测出长期旱、涝的出现。我们认为，这些问题应该由大气环流的研究来回答。我们相信应用大气环流数值试验的方法，一定能够找出气候异常变化的原因，从而为做好长期天气预报提供可靠的物理基础。

一些国民经济建设的重大项目，也和大气环流的研究有密切关系。我国南方多雨，北方干旱，所以人们早就酝酿着把长江的水，通过某种渠道引到华北去。这就是人所共知的“南水北调”的宏伟规划。然而，大量的水灌溉到华北平原上，除有利于解除干旱外，是否也会产生不利的影响？例如：增加灌溉后，水能使土壤的温度降低，严重时，当农作物尚未成熟，这种低温可能不利于作物生长。大气环流数值试验的结果告诉我们，这种担心并不是多余的。近年来，一些地区的生产实践，也证实了灌水后土壤温度会出现下降趋势。因此，通过大气环流的深入研究，以确定灌水的多少，最北能灌到哪个地区……这些都是应该慎重对待的问题。

我们在上面列举的这些例子，说明了大气环流的研究与生产实践有着密切的关系。许多重大问题都应该由大气环流的研究，特别是大气环流数值试验作出明确的答案。遗憾的是，它对某些问题还不能作出令人满意的结论。然而许多问题的解决办法，现在看来仍是大气环流数值试验。现在，许

多国家都很重视这项工作，他们集中有名的科学家，使用最大最新的计算机，以期加速取得进展。

大气环流的研究，是一项需要日积月累、持之以恒的科学，它的进展还有赖于其它学科，特别是物理、力学、数学上的新成就。如今，人们要正确地掌握大气运动的客观规律并进行预测，这些毕竟还是被动的。人类探索大气环流的目的，最终是要能够影响和控制天气。局部小范围的人工影响天气，如人工降水、人工防雹、人工消雾等，国内外已经做了大量试验。实践证明，在有利的天气条件下，如措施及时，催化剂用量得当，是会取得一定的效果的。人工影响台风的试验也正在进行，但总的来说仍处于探索之中。而对于大范围的气候改造，目前还显得无能为力；这一方面是没有掌握使用巨大能量的手段，另一方面也是人们至今还不知道通过什么途径去影响和控制它。这后一方面，很可能是主要的，也可能正是大气环流的研究所发挥作用的地方。

